

УДК 552.321 + 549.5 (470.22)

ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЛАГИОКЛАЗОВ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОНОРИТ-ДИОРИТОВОГО МАССИВА КААЛАМО (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)

**Р. Л. Анисимов^{1*}, П. А. Кириллова¹, Ш. К. Балтыбаев^{1,2},
О. Л. Галанкина¹**

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199034), *romjulleoanis@mail.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле (пер. Декабристов, 16, Санкт-Петербург, Россия, 199155)

В раннепротерозойских габброидах Кааламского массива Северного Приладожья изучены плагиоклазы со смешанным типом химической зональности. Характер изменения составов плагиоклаза позволяет установить особенности кристаллизации и постмагматической эволюции пород. Методом рентгеноспектрального микроанализа минералов и компьютерным моделированием определены диапазоны составов плагиоклазов, образующихся в магматическую и постмагматическую стадии формирования габброидов. Из магмы ультраосновного-основного состава при понижении температуры кристаллизуется плагиоклаз с содержанием анортитового компонента > 80 %. Дальнейшее уменьшение содержания анортитового минала в плагиоклазе происходит за счет изменения состава остаточного расплава при фракционной кристаллизации в направлении обогащения кремнекислотой и натрием. Кристаллизация среднего плагиоклаза (до An_{50}) может быть связана со смешением магм двух составов – ранней фракционированной и более поздней свежей порции расплава. Осцилляторная зональность у плагиоклазов An_{50-40} образовалась за счет диффузионных процессов на границе «кристалл-расплав» при медленном остывании интрузива и возросшей вязкости магмы. Самые поздние плагиоклазы (до An_{30-5}) образовались за счет перекристаллизации магматических плагиоклазов и отражают стадии поздне-, постмагматических изменений и наложенного регионального метаморфизма.

Ключевые слова: палеопротерозой; анортит; осцилляторная зональность; расплав; магма; габброид; петрология

Для цитирования: Анисимов Р. Л., Кириллова П. А., Балтыбаев Ш. К., Галанкина О. Л. Зональность плагиоклазов клинопироксенит-габбронорит-диоритового массива Кааламо (Северное Приладожье, Россия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 50–69. doi: 10.17076/geo1520

Финансирование. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0002) Минобрнауки России.

**R. L. Anisimov^{1*}, P. A. Kirillova¹, S. K. Baltybaev^{1,2}, O. L. Galankina¹.
PLAGIOCLASE ZONATION OF THE KAALAMO CLINOPYROXENITE-
GABBRONORITE-DIORITE MASSIF (NORTHERN LADOGA AREA, RUSSIA)**

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences (Makarova Emb., 2, 199034 St. Petersburg, Russia), *romjulleoanis@mail.ru

² St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences (16 Dekabristov Lane, 199155 St. Petersburg, Russia)

Gabbroids of the Kaalamo massif of the Northern Ladoga area contain plagioclases with a mixed type of zoning, which enables identification of some features of crystallization and postmagmatic evolution of intrusive rocks. The study of the minerals by X-ray spectral microanalysis and numerical simulation of the minerals' formation during rock crystallization revealed the ranges of composition changes in the plagioclases. Based on the data obtained, conclusions regarding the magmatic and postmagmatic evolution of the gabbroids were made. As the temperature dropped below the liquid plagioclase level, a solid solution precipitated from ultrabasic – basic magma in the form of basic plagioclase with An₈₀. Further, the Na-Si enrichment of plagioclase occurs due to fractional crystallization, in which the melt becomes richer in silicic acid and sodium. Crystallization of plagioclase with An₅₀ is associated with mixing of the compositions of two magmas (the earlier fractionated one and new portions of the melt). In An₅₀₋₄₀ plagioclases, oscillatory zoning was formed due to diffusion processes at the crystal – melt interface during slow cooling of the intrusion and increased magma viscosity due to the shift towards a more of silicic acid composition. The latest plagioclases (An₃₀ and lower) were formed during the recrystallization of magmatic plagioclases and reflect the stages of late- and postmagmatic alteration and the superimposed regional metamorphism.

Keywords: paleoproterozoic; anortite; oscillatory zoning; melt; magma; gabbroid; petrology

For citation: Anisimov R. L., Kirillova P. A., Baltybaev S. K., Galankina O. L. Plagioclase zonation of the Kaalamo clinopyroxenite-gabbronorite-diorite massif (Northern Ladoga Area, Russia). *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2022;2:50–69. doi: 10.17076/geo1520

Funding. The study was funded within research area #FMUW-2022-0002 of the RAS Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Ministry of Science and Higher Education, Russia.

Введение

Плагиоклаз (Na_xCa_{1-x})[Al_{2-x}Si_{2+x}O₈] – один из наиболее распространенных минералов – твердых растворов в магматических горных породах, который благодаря чуткой изменчивости состава в зависимости от внешних условий и состава магмы широко используется для реконструкции условий минералообразования [Vance, 1962; Haase et al., 1980; L'Heureux, Fowler, 1994 и др.]. Одной из примечательных особенностей плагиоклаза является часто встречаемая в нем химическая зональность, как простая – с монотонным понижением или повышением основности (уменьшением или ростом анортитовой молекулы), так и комбинированная – с неоднократными разнонаправленными изменениями содержания Na и Ca по мере роста кристалла. Смешанный тип зональности плагиоклаза выявлен в породах ряда изученных нами интрузий габброидов

Северного Приладожья [Саранчина, 1949], что дает возможность установить некоторые особенности кристаллизации и постмагматической эволюции этих пород.

Раннепротерозойские магматические образования Северного Приладожья связаны с аккреционно-коллизийными процессами, и по отношению к отдельным стадиям свекофеннского орогенеза сформировались в несколько этапов магматической активности: ранне-, син-, поздне- и посторогенный [Ладожская..., 2020]. В данной работе рассматривается эволюция составов плагиоклаза одного из наиболее крупных массивов Северного домена Приладожья – Кааламской интрузии, образовавшейся на раннеорогенном этапе формирования, 1,90–1,87 млрд лет назад, которая входит в одноименный кааламский клинопироксенит-габbronорит-диоритовый комплекс и является петротипической для него (рис. 1) [Богачев и др., 1999б; Ладожская..., 2020].

Краткая геологическая характеристика габброидов массива Кааламо Северного Приладожья

Раннепротерозойские раннеорогенные габброидные интрузии Северного домена Приладожья распространены вблизи Карельского кратона и относятся к двум интрузивным комплексам: кааламскому и велимякскому [Ладожская..., 2020 и ссылки в ней]. Крупнейшей интрузией региона является интрузия (массив) Кааламо (рис. 1).

Массив Кааламо представляет собой многофазное дифференцированное клинопироксенит-габбронорит-диоритовое тело [Саранчина, 1949]. Некоторые исследователи (Л. П. Свириденко и др.) считают, что плутоническое тело сформировалось при одноактном внедрении расплава [Интрузивные..., 1976]. Однако большинство исследователей выделяют три интрузивные фазы гомодромной по-

следовательности [Саранчина, 1949; Макарова, 1971; Богачев и др., 19996; Ладожская..., 2020]. К первой фазе относят оливинные пироксениты, плагиопироксениты и меланократовые габбро; ко второй – габбродиориты, диориты и кварцевые диориты, а к третьей – гранодиориты, тоналиты, плагиограниты [Макарова, 1971]. С породами первой фазы связано медно-никелевое оруденение [Иващенко, Голубев, 2011].

В плане массив Кааламо имеет форму овала северо-восточного простирания (12,5 × 6,5 км). Подошва интрузива располагается на глубинах от 2,5 км в западной его части и до 5 км в восточной [Иващенко, Голубев, 2011]. Вмещают интрузию слюдястые сланцы ладожской серии, а также амфиболиты сортавальской серии. Протолитом сланцев ладожской серии, судя по составу и структурно-текстурным особенностям (наличие градационной слоистости), являлись турбидитные отложения [Ладожская...,

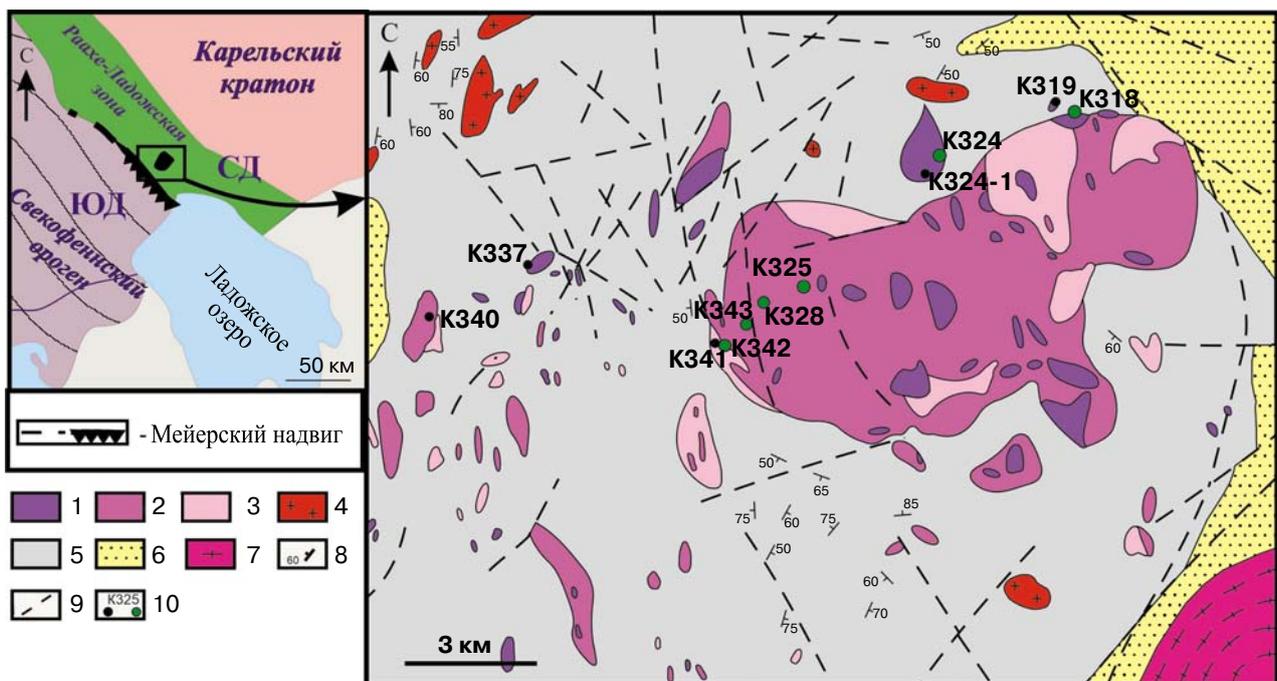


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения интрузии Кааламо и объединенного кааламского комплекса [Макарова, Борисова, 1977] с изменениями.

Ранний протерозой (1,89–1,88 млрд лет): 1 – оливинные пироксениты, плагиопироксениты, меланократовые габбро первой фазы; 2 – габбродиориты, диориты второй фазы; 3 – гранодиориты, плагиограниты третьей фазы; 4 – граниты; 5 – породы ладожской серии (1,91–1,89 млрд лет); 6 – породы сортавальской серии (1,97–1,96 млрд лет). Неоархей (2,7–2,6 млрд лет): 7 – гранито-гнейсы; 8 – элементы залегания; 9 – дизъюнктивные нарушения; 10 – точки отбора образцов и их номера (зеленые – точки с зональными плагиоклазами). На врезке: схема основных тектонических блоков региона и положение интрузии Кааламо. СД – Северный домен; ЮД – Южный домен

Fig. 1. Schematized geological map of the Kaalamo massif and the Kaalamo complex [Makarova, Borisova, 1977] with corrections.

Early Proterozoic (1.89–1.88 Ga): 1 – olivine pyroxenites, plagiopyroxenites, gabbro (1 phase); 2 – gabbrodiorites, diorites (2 phase); 3 – granodiorites, plagiogranites (3 phase); 4 – granites, 5 – rocks of Ladoga series (1.90–1.89 Ga); 6 – rocks of Sortavala series (1.97–1.96 Ga). Archean (2.7–2.6 Ga): 7 – granite-gneisses, 8 – bedding, 9 – disjunctives, 10 – sampling points and their numbers (green points – points with zoned plagioclases). Inset: The diagram of the main tectonic blocks of the region and position of the Kaalamo intrusion. СД – Northern domain, ЮД – Southern domain

2020]. Амфиболиты сортавальской серии образовались в результате метаморфизма вулканитов, рассматриваемых как континентальные толеиты [Светов, Свириденко, 1992].

Контакты Кааламского массива с боковыми породами секущие, иногда субсогласные. Для интрузии характерны многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Они разного размера и представлены слюдяными и амфиболовыми сланцами, мраморами [Саранчина, 1949].

Наряду с крупным массивом Кааламо существует ряд небольших массивов-сателлитов овальной или линзовидной формы, размером до 1,5–2 км в длину и до 1 км в ширину (Араминлампи, Ихаланваара, Сури-Суо, Кеккоселька, Винаоя, Кархонланмяки и др.), которые вместе с Кааламским массивом объединяются в кааламский комплекс [Ладожская..., 2020].

Описываемые магматические породы метаморфизованы совместно с окружающими породами в условиях амфиболитовой фации при $T \sim 500\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P \sim 4\text{--}5$ кбар [Саранчина, 1949; Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974; Геология..., 2000; Ладожская..., 2020].

Возраст пород второй фазы внедрения Кааламского массива определен по кварцевым диоритам U-Pb методом по циркону и составляет 1888 ± 5 млн лет [Богачев и др., 1999а].

Петрографические особенности пород Кааламского массива

В этом разделе приводятся описания ключевых типов пород Кааламской интрузии, по фазам внедрения с учетом результатов предыдущих исследователей [Саранчина, 1949, 1968; Макарова, 1971 и др.]. Наименования пород были скорректированы согласно Петрографическому кодексу России [2009].

Породы первой фазы

Оливиновые метапироксениты. Породы темно-серые, почти черные, с зеленоватым оттенком, имеют массивную текстуру, структура наименее измененных пород панидиоморфозернистая. Основные породообразующие минералы: оливин, ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка, плагиоклаз (лабрадор-андезин).

Оливин – самый ранний минерал метапироксенитов, его содержание может достигать 20 %¹. Образует крупные идиоморфные вы-

¹ Здесь и далее содержание минералов дается в объемных %.

деления, включенные в пироксены и роговую обманку. По оливину развиваются серпентин, иддингсит, боулингит. Пироксен ромбический (бронзит) и моноклинный (титанистый авгит), суммарно их содержание может достигать 25 %. Роговая обманка образует крупные таблитчатые кристаллы буровато-зеленого цвета, с реликтами оливина и пироксена. По буровато-зеленой роговой обманке развивается светло-зеленая роговая обманка и тонковолокнистый актинолит. Второстепенные минералы представлены биотитом, хлоритом, акцессорные минералы – апатитом.

Метапироксениты и меланократовые метагаббро. Породы имеют темный зеленовато-серый цвет, бластоидиоморфозернистую структуру, обусловленную существованием идиоморфных кристаллов роговой обманки размером до 10–12 мм в мелкозернистой панидиоморфозернистой основной массе. Основные породообразующие минералы: ромбический и моноклинный пироксены, роговая обманка, плагиоклаз.

Пироксен слагает основную массу породы и в виде реликтов включен в роговую обманку. Представлен моноклинным пироксеном диопсид-геденбергитового ряда, реже магнезиальным ромбическим пироксеном. Плагиоклаз встречается от единичных зерен в метапироксенитах до 15–20 % в меланократовых метагаббро, по составу отвечает лабрадору-андезину и обычно интенсивно сосюритизирован. Роговая обманка бледно-зеленого цвета является основным породообразующим минералом (до 65 %), она интенсивно замещает пироксены. В центральной части зерен встречаются выделения титаномагнетита. По роговой обманке развивается тонкопризматический шестоватый актинолит. Акцессорные минералы представлены титанитом, апатитом, магнетитом, сульфидами (пирротинном, пиритом, реже халькопиритом).

Битовнитовые метагаббро. Впервые выделены и описаны Г. М. Саранчиной [1949] как эвкриты. Текстура пород директивно-полосатая и трахитоидная. Первичная структура пород, вероятно, габбро-офитовая, в ходе метаморфизма породы приобрели бластоофитовую структуру. Встречается порфирировидная структура, обусловленная выделением зональных кристаллов плагиоклаза на фоне более мелкозернистой основной массы, обогащенной темноцветными минералами.

Главные породообразующие минералы метагаббро: роговая обманка, плагиоклаз. Содержание роговой обманки достигает 60–65 %. В ее зернах сохраняются реликты

моноклинного пироксена. Плагиоклаз образует таблитчатые и лейстовидные кристаллы, в них часто видно нарушение двойниковой структуры и грануляция с образованием мелких зерен. Плагиоклазы часто зональны, ядра сложены битовнитом-анортитом An_{82-92} (ранее были опубликованы составы до An_{85} [Саранчина, 1949]), краевые части – андезином-лабрадором An_{44-67} . Широко развита соссюритизация и серицитизация плагиоклаза. Второстепенные и акцессорные минералы: биотит, титанит, апатит, рудный минерал. Вторичные минералы: эпидот, клиноцоизит, серицит, хлорит, пренит и карбонат.

Породы второй фазы

Метагаббродиориты. Серые или зеленовато-темно-серые, часто с пятнистой текстурой за счет кучных обособлений темно-цветных минералов (орто- и клинопироксенов и роговой обманки). Могут иметь массивные, гнейсовидные текстуры. Наименее измененные породы характеризуются гипидиоморфозернистыми и габбровыми структурами. Для более метаморфизованных габбродиоритов характерны нематобластовые, фибробластовые, гломеробластовые структуры. Основные породообразующие минералы представлены роговой обманкой, ромбическим и моноклинным пироксеном, плагиоклазом.

Роговая обманка зеленого цвета, содержание от 25 до 55 %. В измененных разновидностях роговая обманка актинолитизирована. Моноклинный пироксен представлен диопсидом-геденбергитом, ромбический – железистым пироксеном Fs_{52-58} . Плагиоклаз часто зональный, представлен лабрадором-андезином (An_{63-32}), в краевых частях раскисляется до олигоклаза и альбита. Плагиоклаза содержится до 55–60 %. Зерна плагиоклаза серицитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы и иногда альбитизированы. Вторичные минералы представлены биотитом (3–15 %), хлоритом (от 0,5 до 5–10 %), кварцем (1–10 %). Акцессорные минералы: титанит, циркон, апатит.

Метадиориты и кварцевые метадиориты. Темно-серые с зеленоватым оттенком породы, имеют часто гнейсовидную текстуру. В наиболее свежих породах структура гипидиоморфозернистая, в измененных – гетеробластовая, в отдельных участках гранобластовая, лепидонематогранобластовая. Наименее измененные породы состоят из зеленой роговой обманки (7–35 %), биотита (5–7 %, иногда до 35–40 %), плагиоклаза An_{42-25} (35–80 %), квар-

ца (2–5 %). Акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный минерал.

Кварцевые метадиориты более лейкократовые, содержат более кислый плагиоклаз, меньшее количество сине-зеленой роговой обманки (3–30 %) и повышенное – кварца (10–15 %).

Породы третьей фазы

Метатоналиты. Макроскопически и по составу мало отличаются от метадиоритов и кварцевых метадиоритов. Они бывают серые или темно-серые, массивные или гнейсовидные. В свежих разновидностях сохраняются гипидиоморфозернистые структуры. Разности, претерпевшие интенсивную перекристаллизацию и катаклаз, обладают бластокатакластическими, лепидонемато- и нематогранобластовыми структурами. Основные породообразующие минералы представлены биотитом (5–15 до 35 %), зеленой роговой обманкой (10–25 %), плагиоклазом An_{44-21} (45–60 %), калиевым полевым шпатом (5–10 %), кварцем (10–25 %). Может наблюдаться микроклинизация (микроклина до 25–30 %) и альбитизация (альбита до 10–15 %). Также встречаются вторичные клиноцоизит, хлорит, мусковит, карбонат. Акцессорные минералы: апатит, циркон, титанит, сульфиды, магнетит.

Метаплагиограниты. Светло-серые и серые, массивные, чаще гнейсовидные, макроскопически схожи с метатоналитами. Породы метаморфизованы, редко сохраняют гранитовую структуру. Основные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (олигоклаз An_{30-22}) (45–65 %), кварцем (15–30 %), биотитом (7–10 %). По плагиоклазу развивается хлорит, мусковит, серицит, редко клиноцоизит. В отличие от метатоналитов в метаплагиогранитах отсутствуют амфибол и титанит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сульфидами, цирконом.

Детальная петрографическая характеристика изученных проб

Метамеланогаббро (образец К337) представляет собой породу темно-серого цвета, средне-крупнозернистую, массивную. Микроструктура породы нематобластовая. Основные породообразующие минералы представлены роговой обманкой (80–95 %), плагиоклазом (до 10 %), наблюдаются также биотит и хлорит (до 10 %), карбонат (до 10 %), рудный минерал (до 5 %), эпидот и титанит (до 1–2 %).

Роговая обманка образует преимущественно гипидиоморфные удлиненные кристаллы размером до 2 мм в поперечнике с плеохроизмом от серо-зеленого или светло-коричневого до зеленовато-бурого цвета. В кристаллах роговой обманки наблюдаются реликты моноклинного пироксена размером до 0,025 мм, а по роговой обманке могут развиваться актинолит, биотит и хлорит. По данным РСМА, минерал представлен паргаситом и магнезиальной роговой обманкой.

Плагиоклаз образует ксеноморфные кристаллы размером до 1 мм, заполняющие промежутки между кристаллами роговой обманки. По данным РСМА, плагиоклаз представлен битовнитом-лабрадором An_{88-57} . По плагиоклазу наблюдаются интенсивные вторичные изменения (серицит и более кислый плагиоклаз An_{27-5}).

Биотит представлен идиоморфными кристаллами 0,02–0,08 мм в поперечнике. Отдельные узкие зоны в кристаллах биотита могут быть сложены хлоритом.

Метагаббродиориты (образцы К325, К328, К343) представляют собой среднезернистые массивные породы от темно-серого до светло-серого цвета (в зависимости от содержания плагиоклаза в породе). Микроскопическая структура пород blastogabbroofitovaya. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (50–70 %), ромбическим пироксеном (до 20 %), моноклинным пироксеном (до 5 %), роговой обманкой (до 30 %), биотитом (до 10 %). Второстепенные и акцессорные минералы представлены калиевым полевым шпатом, магнетитом, куммингтонитом, апатитом, эпидотом, клиноцоизитом.

Плагиоклаз образует преимущественно гипидиоморфные удлиненные зерна, иногда наблюдается зональность, обычно размытая. Плагиоклазы представлены битовнитом-лабрадором (An_{84-48}).

Ромбический пироксен формирует обычно удлиненные или изометричные зерна со сглаженными границами, плеохроирует от зеленоватого до розоватого. В зернах могут наблюдаться ламели распада, сложенные моноклинными разностями.

Моноклинный пироксен представлен удлиненными ксеноморфными зернами слабо-зеленоватого цвета, размером 0,3–0,5 мм в поперечнике. Границы зерен неровные, извилистые.

Основная часть пироксенов замещена болотно-зеленой роговой обманкой. По некоторым реликтам ортопироксена развивается агрегат, сложенный смесью биотита и хлорита, или амфиболы более поздней генерации (с сине-зеленой роговой обманкой и бесцветны-

ми амфиболами, по данным РСМА – куммингтонитом и актинолитом).

Роговая обманка ранней генерации образует крупные, резко ксеноморфные выделения болотно-зеленого, зеленовато-бурого цвета, достигающие 1–3 мм в поперечнике. Часто такие зерна встречаются в сростаниях с биотитом, пироксенами, магнетитом, включают в себя вкрапленники плагиоклаза, пироксенов и магнетита. Состав минерала соответствует паргаситу–ферропаргаситу, магнезиальной и железистой роговой обманке.

Биотит представлен ксеноморфными зернами. По соотношениям с другими минералами выглядит как кристаллизующийся одновременно с роговой обманкой ранней генерации.

Метатоналиты (образец К318) представляют собой породу беловато-серого цвета, мелко-среднезернистую, массивную или неявно директивную. Структура пород гранобластовая. Породы сложены плагиоклазом (55–60 %), кварцем (15–30 %), биотитом (10–15 %), роговой обманкой (3–15 %). Второстепенные и акцессорные минералы представлены калиевым полевым шпатом, цирконом, апатитом, эпидотом.

Плагиоклазы образуют гипидиоморфные, нередко удлиненные кристаллы до 1 мм в поперечнике. Границы зерен неровные, по краям наблюдается грануляция – образование более мелких изометричных зерен. В некоторых кристаллах отмечается осцилляторная зональность. Плагиоклазы представлены лабрадором–андезитом (An_{58-30}). По плагиоклазу могут наблюдаться вторичные изменения (эпидот, клиноцоизит, более кислый плагиоклаз (до An_{18})).

Кварц образует ксеноморфные зерна с неровными, извилистыми границами, по краям также наблюдается грануляция. Средний размер зерен 0,3 мм, наиболее крупные – до 0,9 мм.

Роговая обманка образует гипидиоморфные или ксеноморфные короткопризматические кристаллы синевато-зеленого цвета размером до 0,1–0,3 мм. По составу отвечает ферропаргаситу и железистой роговой обманке.

Биотит представлен гипидиоморфными, реже идиоморфными кристаллами светло-коричневого, бурого цвета, около 0,1 мм в поперечнике.

Петрохимические особенности изученных пород

Породы Кааламской интрузии, судя по опубликованным и нашим данным, характеризуются широким диапазоном составов от ультраосновных до кислых (рис. 1 и 2; табл. 1).

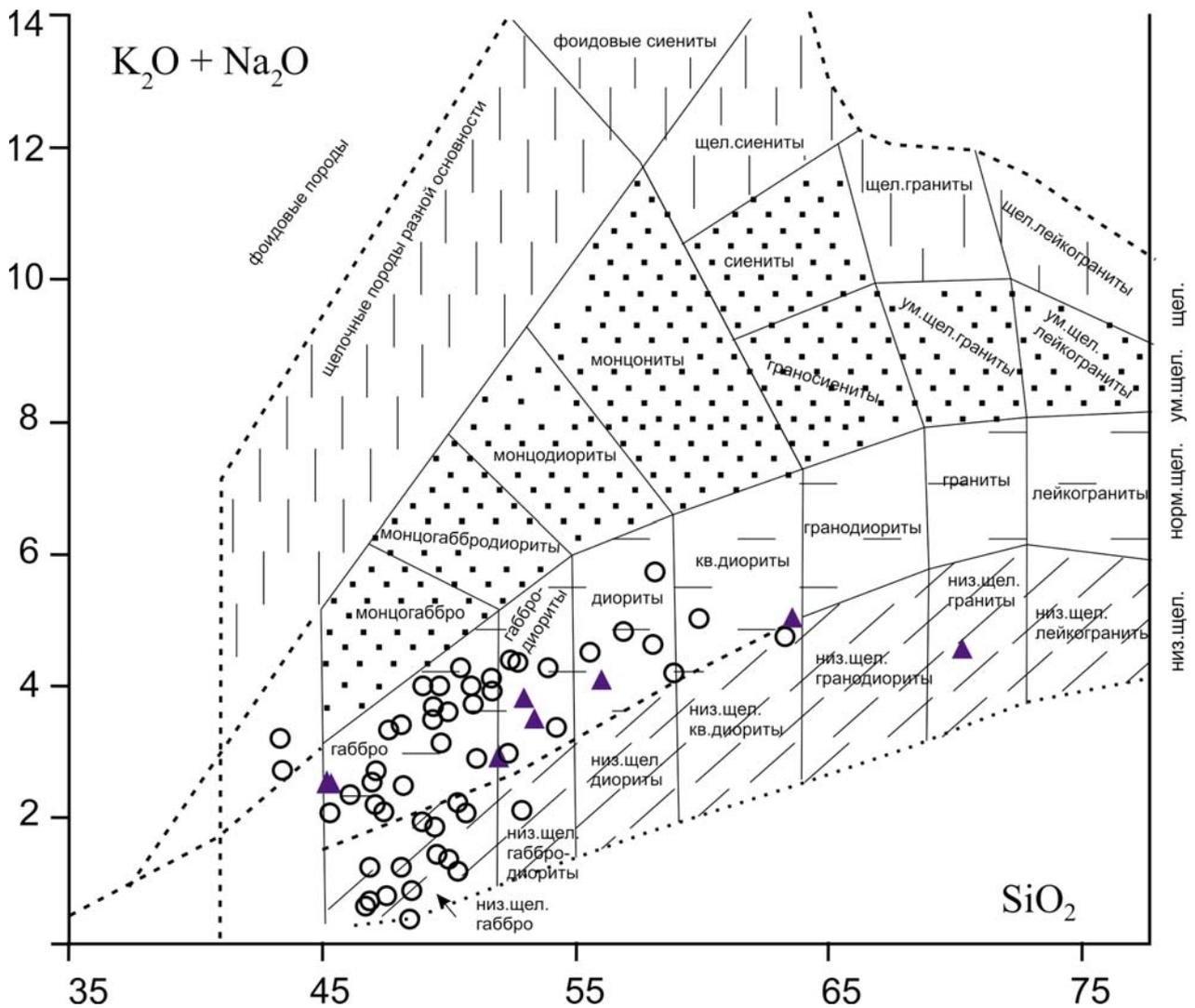


Рис. 2. TAS-диаграмма [Шарпенко и др., 2013] с составами пород кааламского комплекса.

Здесь и на рис. 3: треугольники – авторские данные, окружности – опубликованные данные [Интрузивные..., 1976; Богачев и др., 19996; Иващенко, Голубев, 2011; Лавров, Кулешевич, 2016]

Fig. 2. Classification diagram (Na₂O+K₂O)–SiO₂ [Sharpenok et al., 2013] for the rocks of the Kaalamo complex.

Here and in Fig. 3: triangles – author’s data [Intrusive..., 1976; Bogachev et al., 19996; Ivashchenko, Golubev, 2011; Lavrov, Kuleshevich, 2016]

Таблица 1. Выборочные химические составы пород Кааламской интрузии, вес. %

Table 1. Selected chemical compositions of the rocks of the Kaalamo intrusion, wt%

Образец Sample	K337	K324	K343	K325	K328	K340	K318	K342
Порода Rock	Меланогаббро Melanogabbro	Габбро Gabbro	Габбродиорит Gabbrodiorite	Габбродиорит Gabbrodiorite	Габбродиорит Gabbrodiorite	Диорит Diorite	Тоналит Tonalite	Плагиигранит Plagiogranite
SiO ₂	45,26	45,48	52,09	53,10	53,48	56,13	63,72	70,43
TiO ₂	0,98	1,19	0,65	0,68	0,70	0,57	0,07	0,07
Al ₂ O ₃	14,44	19,16	16,86	20,46	18,11	15,53	20,65	17,06
FeOt	9,94	10,65	10,26	6,69	8,57	8,11	2,13	1,77
MnO	0,15	0,18	0,22	0,15	0,16	0,16	0,03	0,04
MgO	11,28	6,01	6,07	3,79	5,00	5,44	0,88	0,98
CaO	12,47	12,99	9,75	10,40	9,19	8,32	7,14	5,13

Окончание табл. 1
Table 1 (continued)

Образец Sample	K337	K324	K343	K325	K328	K340	K318	K342
Порода Rock	Меланогаббро Melanogabbro	Габбро Gabbro	Габбродиорит Gabbrodiorite	Габбродиорит Gabbrodiorite	Габбродиорит Gabbrodiorite	Диорит Diorite	Тоналит Tonalite	Плагиогранит Plagiogranite
Na ₂ O	1,11	1,58	2,05	2,76	2,43	2,13	3,89	3,18
K ₂ O	1,25	0,76	0,71	0,86	0,90	1,78	0,95	1,20
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,19	0,15	0,18	0,12	<,05	<,05
П.п.п. LOI	1,90	0,90	0,17	0,25	0,54	0,95	0,44	0,25
Сумма Sum	98,87	98,99	99,03	99,29	99,26	99,24	99,91	100,10
Na ₂ O+K ₂ O (м.к.)	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,06
Al ₂ O ₃ (м.к.)	0,14	0,19	0,17	0,20	0,18	0,15	0,20	0,17
CaO+Na ₂ O+K ₂ O (м.к.)	0,25	0,27	0,21	0,24	0,21	0,20	0,20	0,16
Mg#	0,67	0,50	0,51	0,50	0,51	0,54	0,42	0,50

Примечание. П.п.п. – потери при прокаливании, м.к. – молекулярные количества. Mg# = MgO/(MgO+FeOt) (м.к.).
Note. LOI – loss on ignition, м.к. – molecular quantities. Mg# = MgO/(MgO+FeOt) (m.q.).

Наибольшее распространение имеют породы состава габбро. По содержанию калия и натрия они в целом относятся к нормальнощелочным, основные породы попадают как в область нормальнощелочных, так и в область низкощелочных. Натрий в породах преобладает над калием.

Породы относятся к метаглиноземистым ($Na_2O+K_2O < Al_2O_3 < CaO+Na_2O+K_2O$), но в наиболее кислых разновидностях содержание Al_2O_3 приближается к сумме щелочей и CaO и может незначительно превышать ее. Магнезиальность (Mg#) ультраосновных и основных пород Кааламо колеблется в диапазоне от 0,79 до 0,43, в средних и кислых породах она изменяется от 0,59 до 0,42.

Ультрамафиты и часть мафитов соответствуют толеитовой серии, а более кремнекислотные породы попадают в поле известково-щелочной серии (рис. 3).

Методика моделирования составов плагиоклаза

Исследования минералов, в частности плагиоклаза, были произведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) (ИГГД РАН, аналитик О. Л. Галанкина). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов [Рид, 2008]. Используются стандартные образцы состава: Si, Mg, Fe-оливин, Al-керсутит, Ca-диопсид, Na-жадеит, K-ортоклаз, а также чистые соединения и металлы.

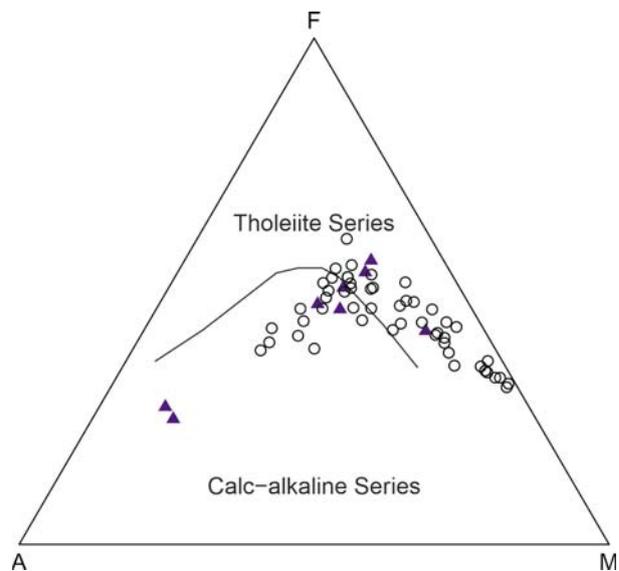


Рис. 3. AFM-диаграмма [Irvine, Baragar, 1971] пород кааламского комплекса

Fig. 3. AFM-diagram [Irvine, Baragar, 1971] for the rocks of the Kaalamo complex

Предел обнаружения определяемых элементов – 0,1 %. Фотографии получены в режимах композиционного контраста (BEC) и вторичных электронов (SEI).

Результаты рентгеноспектрального микроанализа (PCMA) обрабатывались в программе MINAL3 (автор Д. В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН). Данная программа предназначена для расчета формул минералов на основе результатов их химических анализов (мас. % оксидов и/или элементов). Для расчетов программа

использует метод зарядов и стехиометрический метод и подходит для расчета как кислородных, так и неокислородных соединений.

Для ряда проб, отражающих разнообразие пород Кааламского массива, выполнен силикатный анализ (XRF) на рентгеновском спектрометре ARL 9800 ф. ARL (ВСЕГЕИ) (табл. 1). Этим методом определено содержание основных породообразующих оксидов, а также Ba, Cr, V. Методика работы приведена в руководстве «Определение содержаний основных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в горных породах, почвах, донных и рыхлых отложениях из прессованных таблеток тонкоизмельченного исходного материала проб рентгеноспектральным флуоресцентным методом», МП ВСЕГЕИ № 14/2010, III категория точности [Рентгеноспектральный...]. Диапазоны содержания для определяемых компонентов (вес. %): SiO₂ – 0,02–100; Al₂O₃ – 0,02–50; TiO₂ – 0,01–10; Fe₂O₃ – 0,01–50; MnO – 0,01–40; MgO – 0,05–50; CaO – 0,01–50; Na₂O – 0,05–20; K₂O – 0,01–20; P₂O₅ – 0,01–50; а также Ba – 50 г/т–2 вес. %, Cr – 20 г/т–10 вес. %, V – 50 г/т–2 вес. %.

Для моделирования изменения составов плагиоклазов в процессе кристаллизации пород применялись компьютерные программы COMAGMAT-3.72 [Ariskin et al., 1993], rhyolite-MELTS v.1.2.0 [Gualda et al., 2012; Ghiorso, Gualda, 2015]. Выбор данных программ определялся тем, что они представляют два современных подхода, одинаково часто применяемых в последние годы при моделировании кристаллизации магматических систем. Также

отметим, что COMAGMAT предназначен для моделирования только достаточно небольшого набора магматических минералов и используется для расчета минералообразования в расплавах не кислого состава габбро [Ariskin et al., 1993].

Всего при моделировании использовано 13 шлифов, около 480 определений составов минералов, 71 силикатный анализ пород, включая опубликованные ранее по всем фазам пород Кааламского массива.

Результаты исследования

Зональность в плагиоклазах

Плагиоклазы содержатся в каждой из разновидностей пород Кааламского массива, хотя в пироксенитах их содержание крайне незначительно (табл. 2). Петрографические и электронно-микроскопические исследования плагиоклаза позволили выделить несколько генераций этого минерала.

Наиболее ранний из магматических плагиоклазов оказался также наиболее основным – кристаллы имеют крупное ядро из An₈₀, окруженное плагиоклазом An_{60–50} (рис. 4). Плагиоклазы, сохранившиеся в крупных ядрах, отнесены нами к первой генерации, а каймы более кислого состава вокруг них – ко второй. В целом такие кристаллы имеют призматические слабоудлиненные или изометричные формы. Плагиоклазы находятся в парагенезисе с орто- и клинопироксеном, хотя часто эти пироксены бывают замещены гидроксилсодержащими минералами.

Таблица 2. Выборочные составы плагиоклазов из пород Кааламской интрузии

Table 2. Selected compositions of plagioclases from the rocks of the Kaalamo intrusion

Образец Sample	K318	K318	K318	K318	K318	K337	K337	K337	K343	K343	K343	K343	K343	K343	K325	K325	K325
SiO ₂	63,18	59,85	57,59	55,15	54,16	54,02	53,69	45,99	51,44	54,39	54,93	56,02	55,94	56,05	52,54	47,44	
Al ₂ O ₃	24,34	25,66	27,33	28,50	29,65	29,82	29,73	34,82	31,67	29,18	28,79	28,11	28,13	28,05	30,38	34,34	
CaO	5,98	7,57	9,28	10,85	11,65	11,81	12,49	17,67	13,65	11,58	11,23	10,34	10,17	10,11	12,89	16,64	
Na ₂ O	7,86	6,88	5,77	5,43	4,68	4,31	4,09	1,29	3,23	4,85	5,01	5,48	5,76	5,47	4,07	1,76	
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,32	0,12	-
Total	101,4	100,0	100,0	100,0	100,2	100,0	100,0	99,77	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1	
Si ⁴⁺	2,78	2,68	2,60	2,48	2,45	2,45	2,44	2,12	2,35	2,46	2,48	2,53	2,52	2,53	2,38	2,17	
Al ³⁺	1,26	1,36	1,45	1,51	1,58	1,59	1,59	1,89	1,70	1,56	1,53	1,49	1,49	1,49	1,63	1,85	
Ca ²⁺	0,28	0,36	0,45	0,52	0,56	0,57	0,61	0,87	0,67	0,56	0,54	0,50	0,49	0,49	0,63	0,82	
Na ⁺	0,67	0,60	0,50	0,47	0,41	0,38	0,36	0,12	0,29	0,43	0,44	0,48	0,50	0,48	0,36	0,16	
K ⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,02	0,01	0	
An in Pl	30	38	47	53	58	60	63	88	70	57	55	51	49	51	64	84	

Примечание. Прочерк – содержание ниже предела обнаружения (ниже 0,1 %). Оксиды даны в вес. %.

Note. A dash indicates content below the detection limit (below 0.1%). Oxides are given in wt%.

Плагиоклазы второй генерации имеют меньшую основность (An_{50-40}) и могут формировать как каймы вокруг плагиоклазов первой генерации, так и самостоятельные кристаллы (рис. 4 и 5). В ряде случаев краевые зоны плагиоклазов имеют признаки перекристаллизации и нового минералообразования.

Плагиоклазы третьей генерации (An_{30-5}) диагностируются в зонах переработки ранних зерен плагиоклаза, где встречаются также эпидот, клиноцоизит, иногда кварц (рис. 5 и 6). Эти наиболее кислые плагиоклазы отнесены нами к третьей, постмагматической генерации.

Плагиоклазы пород Кааламского массива могут быть зональными. Для них характерна прямая зональность – от центра к краю содержание анортитового минала уменьшается. В некоторых кристаллах наблюдается зональность со скачкообразным изменением состава – более кислый плагиоклаз второй генерации развивается по ядрам более основного плагиоклаза первой генерации (рис. 4).

Осцилляторная зональность свойственна плагиоклазам второй генерации. Когда удастся проанализировать срезы через центры кристаллов, то видно, что зональность имеет симметричную форму (рис. 5).

Таким образом, наиболее ранние плагиоклазы – наиболее основные, они образуют ядра в кристаллах плагиоклазов промежуточ-

ного состава. Более кислые плагиоклазы (до An_{30} и ниже) появляются при перекристаллизации магматических минералов, совместно с эпидотом и клиноцоизитом. Плагиоклазы с осцилляторной зональностью встречаются только в зонах роста промежуточного по составу плагиоклаза, в среднем для диапазона An_{50-40} .

Моделирование состава плагиоклаза при кристаллизации расплава

Современные возможности моделирования минералообразования в системе «минерал–расплав» позволяют достаточно реалистично определить зависимость основности плагиоклаза от состава расплава, из которого он кристаллизуется. Для моделирования были использованы существующие к настоящему моменту составы расплавов, как из авторской коллекции (табл. 1), так и из доступных литературных данных (суммарно 58 составов). Помимо этого анализировалась кристаллизация минералов для гипотетического исходного расплава, представляющего собой смесь 30 % первой фазы (меланогаббро) и 70 % второй фазы (габбродиорит), что примерно соответствует их соотношению, наблюдаемому на современном эрозионном срезе и предположительно отвечает составу наименее эволюционировавшего расплава.

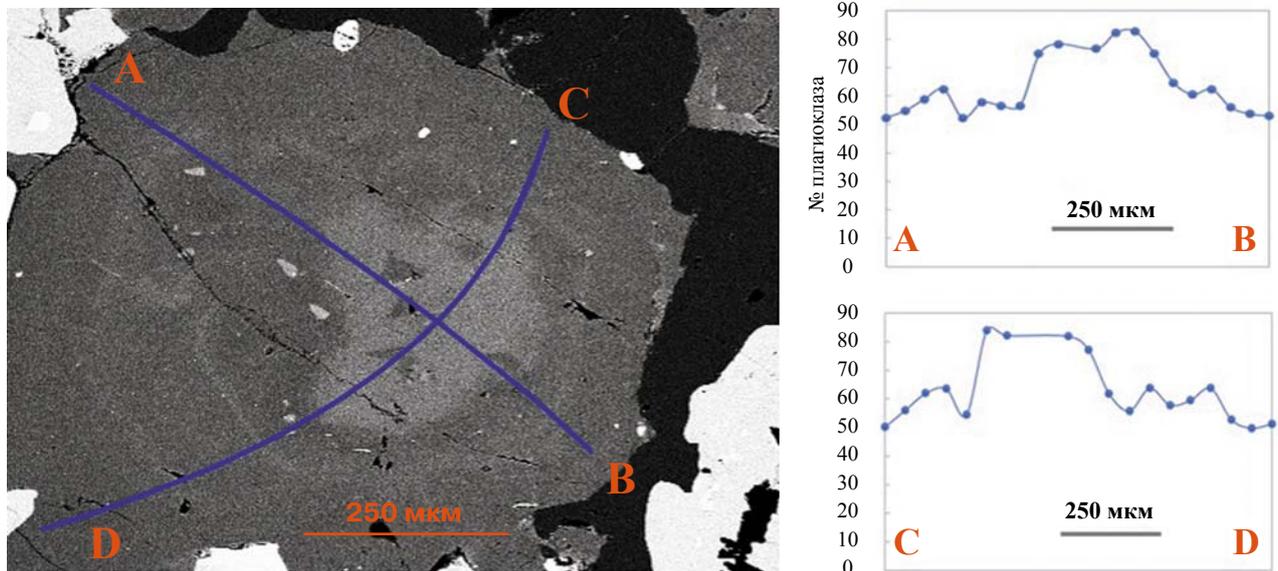


Рис. 4. Зональный кристалл плагиоклаза из габбродиорита (образец K325), в котором наблюдается большое ядро (An_{80}) (первая генерация), окруженное плагиоклазом An_{60-50} (вторая генерация). По оси абсцисс отложены точки рентгеноспектрального анализа плагиоклаза, по оси ординат – номер плагиоклаза в соответствующей точке

Fig. 4. Zoned plagioclase crystal from gabbrodiorite (sample K325) with a large core (An_{80}) (first generation) surrounded by plagioclase An_{60-50} (second generation). The abscissa shows the points of analysis of plagioclase, and the ordinate shows the plagioclase number at the corresponding points

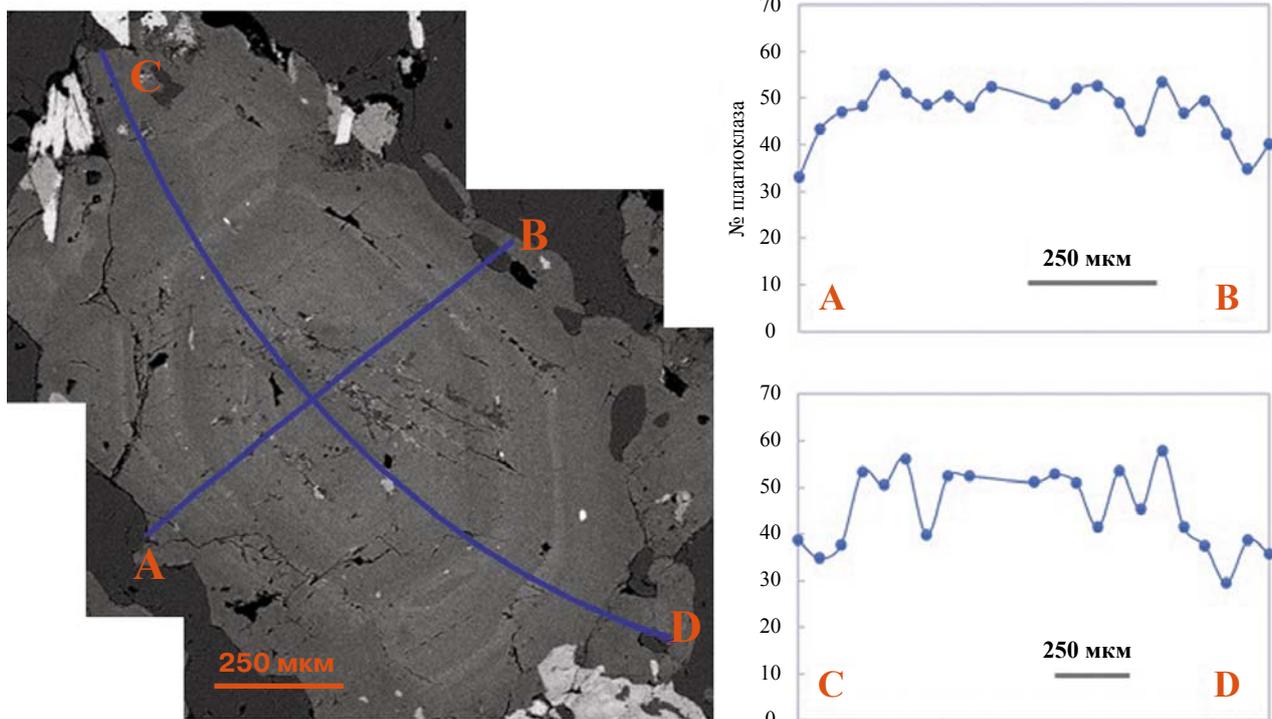


Рис. 5. Кристалл плагиоклаза второй генерации из тоналита (образец К318) (An_{50-40}). Отмечается осцилляционная зональность

Fig. 5. Plagioclase crystal of the second generation from tonalite (sample K318) (An_{50-40}). Oscillatory zoning is available

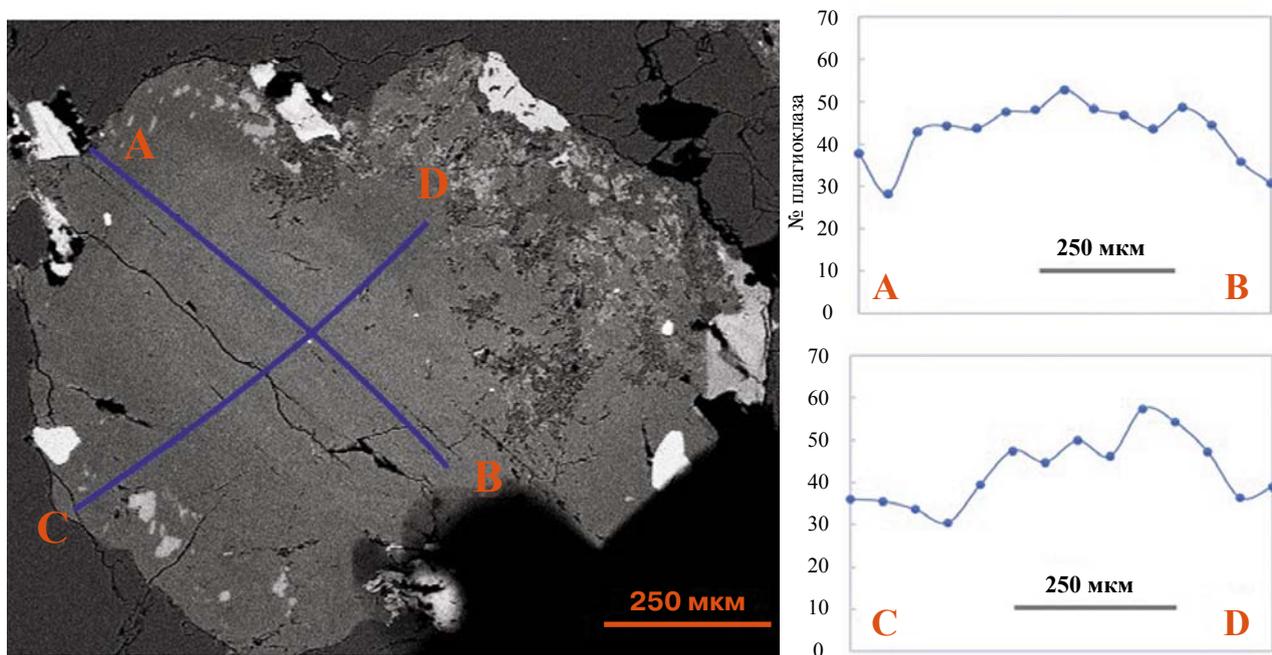


Рис. 6. Кристалл плагиоклаза второй генерации из тоналита (образец К318) с содержанием An от 50 до 30 %. Правый участок содержит зону переработки зерна плагиоклаза, где встречаются эпидот, клинозоизит, более кислый плагиоклаз (третья генерация), кварц

Fig. 6. Plagioclase crystal of the second generation from tonalite (sample K318) with An 50 to 30 %. On the right, there is a zone of plagioclase grain recrystallization, where epidote, clinozoisite, more acidic plagioclase (third generation), and quartz are found

Анализировались разные возможные варианты фракционной и равновесной кристаллизации. При моделировании изобарной равновесной кристаллизации давление принималось равным 4 кбар, что отвечает оценкам по минеральным геобарометрам окружающих пород [Геология..., 2000], а кислородный буфер принимался отвечающим буферу кварц-фаялит-магнетит, поскольку при данном буфере качественный состав и порядок кристаллизации минералов максимально схожи с наблюдаемыми.

Результаты расчетов представлены в таблицах 3, 4 и на рис. 7.

Следует отметить, что для всего разнообразия составов расплавов и условий кристаллизации результаты моделирования получились сопоставимыми: отмечена кристаллизация плагиоклаза достаточно узкого диапазона составов – от $\sim An_{80}$ до $\sim An_{50}$. Увеличение содержания воды в расплаве понижает температуру кристаллизации плагиоклазов, однако практически не влияет на изменение основности плагиоклаза.

Таблица 3. Расчет состава плагиоклазов в программе COMAGMAT

Table 3. Calculation of the composition of plagioclases in the COMAGMAT program

Моделируемый состав породы (расплава) Modeled rock (melt) composition	Содержание воды в расплаве, вес. % Water content in melt, wt%	Объем кристаллизации расплава, % Volume of crystallization of melt, %	Т диапазон кристаллизации PI, °C Temperature range of PI crystallization, °C	Изменение состава PI в ходе кристаллизации, доля An в % Changes in the composition of PI during crystallization, An volume in %
Меланогаббровый, K337 Melanogabbro, K337	0,5	80	1204–1118	88–70
–/–	1,5	75	1162–1097	89–76
Габбродиоритовый, K325 Gabbrodioritic, K325	0,5	74	1292–1067	88–59
–/–	1,5	69	1237–1034	88–54
Габбродиоритовый, K328 Gabbrodioritic, K328	0,5	67	1213–1061	82–51
–/–	1,5	64	1157–1024	82–54
Габбродиоритовый, K343 Gabbrodioritic, K343	0,5	72	1191–1064	81–56
–/–	1,5	68	1136–1033	81–59

Таблица 4. Расчет состава плагиоклазов в программе rhyolite-MELTS

Table 4. Calculation of the composition of plagioclases in the rhyolite-MELTS program

Моделируемый состав породы (расплава) Modeled rock (melt) composition	Содержание воды в расплаве, вес. % Water content in melt, wt %	Т диапазон кристаллизации PI, °C Temperature range of PI crystallization, °C	Начальный состав PI, доля An в % (T, °C) The initial composition of PI, An volume in % (T, °C)	Состав PI при появлении Bt, доля An в % (T, °C) PI composition at the time of the appearance of Bt, An volume in % (T, °C)	Состав PI при появлении Amp, доля An в % (T, °C) PI composition at the time of the appearance of Amp, An volume in % (T, °C)	Состав PI при появлении Qz, доля An в % (T, °C) PI composition at the time of the appearance of Qz, An volume in % (T, °C)
Меланогаббровый, K337 Melanogabbro, K337	0,5	1111–757	75 (1111)	60 (949)	55 (757)	
–/–	1,5	930–741	67 (930)	67 (924)	47 (741)	
Габбродиоритовый, K325 Gabbrodioritic, K325	0,5	1248–615	80 (1248)	50 (753)	50 (615)	
–/–	1,5	1195–745	83 (1195)	52 (760)	51 (745)	
Тоналитовый, K318 Tonalitic, K318	0,5	1235–563	65 (1235)	46 (731)	44 (563)	49 (1037)
–/–	1,5	1186–730	69 (1186)	47 (739)	47 (730)	50 (901)
–/–	2,5	1143–726	72 (1143)	47 (741)	48 (726)	51 (813)

Примечание. В скобках указана температура кристаллизации минерала, при которой появляется плагиоклаз данного состава. Bt – биотит, Amp – амфибол, Qz – кварц.

Note. The crystallization temperature of the mineral at which the plagioclase of the given composition appears is indicated in parentheses. Bt – biotite, Amp – amphibole, Qz – quartz.

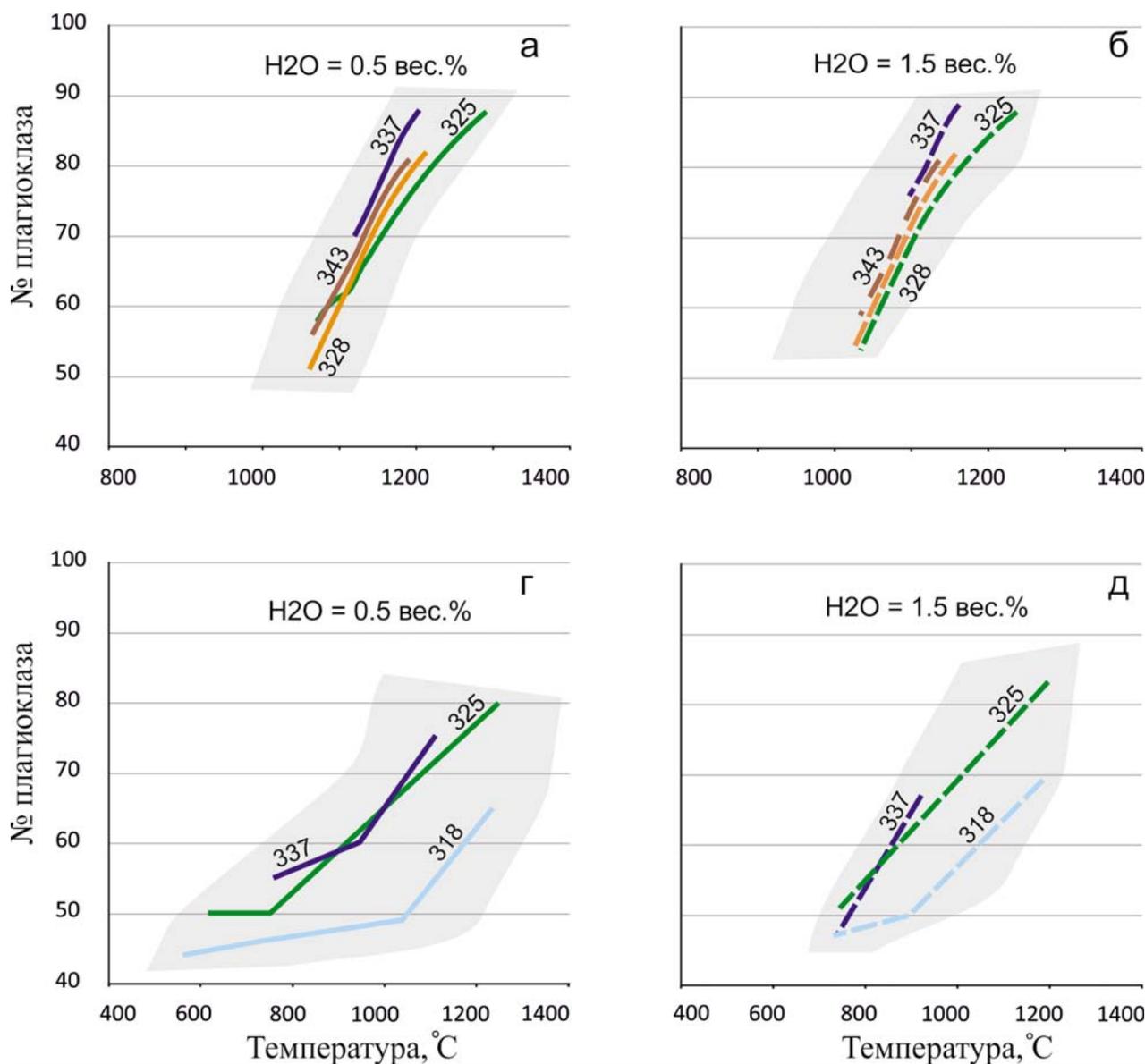


Рис. 7. Составы плагиоклазов, кристаллизующихся из расплавов первой, второй и третьей фаз внедрения массива Кааламо:

а, б – расчеты в программе COMAGMAT при содержании воды в расплаве 0,5 и 1,5 вес. % соответственно; в, г – аналогичные расчеты в программе rhyolite-MELTS. Серым полем выделены диапазоны составов плагиоклаза из всех возможных гипотетических составов расплава (58 образцов). Линиями с числами показаны расчеты для выборочных образцов, состав которых приводится в табл. 1

Fig. 7. Model compositions of plagioclases crystallizing from melts of the first, second and third phases of intrusion of the Kaalamo massive:

а, б – calculations of the compositions of plagioclase in the COMAGMAT program at a water content in the melt of 0.5 and 1.5 wt %, respectively; в, г – similar calculations in the rhyolite-MELTS program. The gray field highlights the ranges of compositions of crystallizing plagioclase from all possible hypothetical compositions of the melt (58 samples). Lines with numbers show calculations for samples, the composition of which is given in Table 1

Некоторые различия в расчетах, сделанных в программе COMAGMAT и MELTS, можно объяснить тем, что в базе данных программы MELTS присутствует модель твердого раствора шпинели. В ходе моделирования в этой программе на ранних этапах кристаллизации происходит образование высоко-Al шпинели.

Позднее, за счет перитектической реакции, начинается кристаллизация плагиоклаза, а содержание шпинели уменьшается. В программе COMAGMAT модель твердого раствора шпинели отсутствует, поэтому Al из расплава сразу расходуется на кристаллизацию плагиоклаза.

Расчет фракционной кристаллизации в программе COMAGMAT смеси первой и второй фаз показал изменение состава плагиоклаза от An_{87} до An_{35} (содержание воды в расплаве принималось как 0,5 вес. %) и от An_{87} до An_{44} (содержание воды в расплаве 1,5 вес. %). В этом расчете фракционная кристаллизация рассматривалась от начала кристаллизации первого минерала и до момента, когда содержание кремнезема в остаточном расплаве достигло 60 %, что соответствует содержанию SiO_2 в наиболее кислой породе второй фазы внедрения Кааламского массива – кварцевом диорите.

По результатам расчета можно сделать вывод, что магма, состав которой отвечает реальным породам (табл. 3, табл. 4), а также гипотетическая родоначальная магма (смесь первой и второй фаз), не может воспроизвести при кристаллизации составы плагиоклазов ниже An_{30} . Плагиоклазы An_{50-40} из пород третьей фазы внедрения могли образоваться либо в результате фракционной кристаллизации, либо из новой порции более кислого расплава. Составы плагиоклазов ниже An_{30} не моделируются, что согласуется с петрографическими наблюдениями, т. к. раскисление плагиоклазов до указанных составов сопровождается наложенными метаморфическими преобразованиями.

Обсуждение результатов

В плагиоклазах из различных магматических пород часто выявляют прямую (нормальную) и обратную зональности, когда содержание An уменьшается или увеличивается от центра кристалла к краю соответственно. Кроме этого, данный минерал нередко имеет осцилляторную зональность – в виде малопериодических изменений содержания анортитового минала в определенный момент роста кристаллов. Амплитуда вариаций состава может составлять 2–15 % An , длина волны 10–100 нм, а количество периодических колебаний варьирует от менее 10 до более 100 [Cahn, 1960; Bottinga et al., 1966; Haase et al., 1980 и другие]. Колебания состава накладываются на более масштабные, менее регулярные изменения содержания анортитового минала. Хотя периодические колебания состава в кристалле могут быть разной амплитуды и частоты даже в пределах одного индивида, амплитуда и длина волны могут оставаться вполне устойчивыми в отдельных зонах роста. Такие зоны роста бывают разделены промежуточными областями с резкими нециклическими изменениями состава.

Изучением осцилляторной зональности в плагиоклазах занимаются более 100 лет. Согласно данным Н. Л. Боуэна [Bowen, 1913], кристаллизующийся из расплава плагиоклаз обогащен Ca и Al и обеднен Na и Si относительно расплава. Для объяснения образования тонкой регулярной осцилляторной зональности К. Харлоффом [Harloff, 1927] был предложен механизм диффузии-пересыщения, основанный на градиенте составов. Согласно предложенной им схеме образования зональности, скорость роста плагиоклаза в начале цикла достаточно велика, чтобы уменьшить содержание Ca на границе «кристалл-расплав», так что последующая кристаллизация приводит к уменьшению содержания An в плагиоклазе. Снижение содержания Ca также уменьшает степень пересыщения относительно поверхности плагиоклаза, и, следовательно, скорость роста убывает. На этом этапе диффузионный поток Ca к границе кристалла пополняет расплав, и цикл повторяется.

Н. Л. Боуэн, Ф. Хомма [Bowen, 1928; Hotta, 1932] и др. рассматривали осцилляторную зональность как результат повторяющихся движений между кристаллами и гетерогенным по составу или температуре расплавом. Данная гипотеза, так же как и нижеприведенные, подробно обсуждалась в статье Дж. А. Вэнса [Vance, 1962].

Е. С. Хиллс и Дж. М. Карр [Hills, 1936; Carr, 1954] обсуждали эффект сдерживающего давления на кристаллизацию плагиоклазов и связывали образование осцилляторной зональности в плагиоклазах с циклическим изменением давления, которое вызвано конвективными движениями магмы. Другие исследователи [Karl, 1959] считали, что образование осцилляторной зональности зависит от колебания давления из-за циклического удаления летучих компонентов из магматической системы. Многие исследователи связывают возникновение осцилляторной зональности с воздействием вторичных процессов, включая диффузию в твердом состоянии [Goldsmith, 1952; Turner, Verhoogen, 1958].

Следует отметить, что образование осцилляторной зональности в плагиоклазах при циклическом изменении давления на фоне конвективного движения магмы не может объяснить ее в целом, т. к. конвективный подъем в этом механизме приведет к уменьшению давления, следствием чего может стать резорбция граней растущего кристалла. Это вызовет формирование нерегулярных коррозионных границ между отдельными осцилляциями.

Образование осцилляторной зональности с периодическим удалением летучих упирается в проблему объяснения механизма, позволяющего ритмично удалять одинаковые количества летучих (чтобы возникла повторяющаяся зональность). Кроме того, периодическое удаление летучих скорее характерно для приповерхностных субвулканических обстановок.

В более поздних работах ведущая роль в формировании осцилляторной зональности стала вновь придаваться механизму диффузии-пересыщения, хотя акцент делается на роли Al. Так, в работе [Bottinga et al., 1966] отмечается, что если рост кристаллов контролируется диффузией, то на границе между магмой и растущим кристаллом должны наблюдаться градиенты концентраций элементов, что может быть законсервировано при закалке в стекловатых магматических породах. Авторы приводят результаты микрозондового исследования океанического базальта, содержащего вкрапленники битовнита и стекловатую основную массу. При детальном анализе были найдены отклонения в концентрации Al, Si, Mg, Fe в стекле на границе с вкрапленниками плагиоклаза. Отсутствие градиента Na и Ca исследователи связывают с их большей подвижностью по сравнению с Si и Al, а также с их значительно меньшим фракционированием между жидкостью и плагиоклазом по сравнению с Fe и Mg.

Высказано предположение [Cahn, 1960], что в начале цикла роста грань кристалла гладкая, без энергетически выгодных участков для роста. Потому рост не происходит до тех пор, пока насыщение расплава не достигает порога, необходимого для начала двумерного зародышеобразования. Затем кристалл начинает расти послойно: появляется зародыш, по краям которого плотность энергетических связей больше, чем на остальных участках грани, поэтому к ним легче присоединяются новые атомы. Двумерное зародышеобразование на недостроенной поверхности ненамного сложнее, чем на исходной, а грань предполагает много изломов, перегибов и атомных ловушек. При этом возникает высокая поверхностная плотность участков, энергетически выгодных для присоединения новых атомов, грань растёт по нормали к самой себе [Cahn, 1960]. Это период относительно быстрого роста, в течение которого содержание алюминия в приграничном слое расплава уменьшается. По мере уменьшения содержания алюминия рост грани замедляется и ограничивается наиболее благоприятными участками, а шеро-

ховатая поверхность начинает сглаживаться. В конце концов грань снова становится гладкой и рост кристалла приостанавливается до тех пор, пока диффузия алюминия в расплаве не приведет к перенасыщению на границе «кристалл-расплав», достаточному для повторения цикла.

Ряд исследователей [Haase et al., 1980] предлагают количественную модель роста плагиоклаза, в которой кристаллизация описывается как задача Стефана, а движение частиц в расплаве – уравнением диффузии. В этой модели исследователи предлагают, что росту An благоприятствуют поверхности, обогащенные An, а росту Ab – обогащенные Ab. Этим объясняются резкие изменения составов плагиоклаза.

А. Т. Дж. Андерсон [Anderson, 1984] считает, что осцилляторная зональность отражает приливные импульсы движения магмы, сдвигающие пограничный слой расплава возле растущих кристаллов, тем самым обновляя уровень насыщения на их гранях. Кристалл, находящийся у стенки магматической камеры, может относительно медленно подниматься в потоке магмы, испытывать лишь умеренную декомпрессию и пересыщение, и тогда образуются только осцилляторные зоны; кристалл около центра магматической камеры может подниматься относительно быстро и испытывать большую декомпрессию и перенасыщение, в таком случае образуются области с плавными переходами (неосцилляторные).

Схожие выводы можно найти в работе [Terpley et al., 2020]. По мнению авторов, вкрапленники плагиоклаза росли в системе, которая периодически испытывала влияние новых порций более высокотемпературной магмы с более низким соотношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более высокой концентрацией Sr. Во вкрапленниках плагиоклаза значительные изменения содержания An, соответствующие структурные неоднородности и систематическое уменьшение соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от ядра к краю отражают рост в системе, меняющей свои характеристики. Авторы предполагают, что магмы первоначально ассимилировали кору с высоким содержанием $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и впоследствии эволюционировали в результате частых событий «перезарядки» и поступления новых порций расплава с иным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соотношением.

Зональность плагиоклаза как отражение магматических процессов обсуждалась В. Д. Щербаковым и П. Ю. Плечовым [Shcherbakov et al., 2010], которые интерпретируют

зональность в плагиоклазах вулкана Безымянный (Камчатка) как результат импульсной подпитки магматической камеры. Каждая зона в кристалле плагиоклаза является результатом кристаллизации новой порции магмы. Неглубокий магматический очаг испытывал поступление новых порций более высокотемпературной магмы, в результате которого вкрапленники плагиоклаза резорбировались (растворялись). Растворение вкрапленников и их смешивание с новой порцией поступившего вещества приводило к изменению состава основного расплава, а затем – к скачкообразной кристаллизации An после дальнейшего восстановления термического равновесия.

Существует ряд работ, посвященных моделированию условий образования химической зональности в плагиоклазах, основным критерием которых являются такие параметры, как диффузия и коэффициент распределения в системе «минерал-расплав».

Авторы работы [L'Heureux, Fowler, 1994] представили нелинейную динамическую модель осцилляторной зональности кристаллов плагиоклаза, которая основана на изотермическом, структурном механизме переохлаждения, включающем диффузию и кинетику роста в расплаве. Если ввести коэффициент распределения K , который влияет на состав расплава и на состав растущего кристалла, то при $K > 1$ система приближается к стабильному режиму равномерного роста, а при $K < 1$ модель показывает существование бифуркации Хопфа, приводящей к появлению осцилляторной зональности.

Из вышеприведенного обзора следует вывод, что осцилляторная зональность скорее определяется такими факторами, как скорость роста кристалла и ее зависимость от состава расплава и состояния граней, скорости диффузии частиц расплава. На появление этой зональности также влияет стехиометрия реакций кристаллизации, особенности механического перемещения растущей грани кристалла.

Расчеты, сделанные в программах COMAGMAT, MELTS, говорят о том, что из рассмотренных составов базитовых магм невозможна кристаллизация плагиоклазов ниже An_{30} . На основании полученных результатов можно предположить следующую вероятную модель образования Кааламского массива и формирования различных генераций плагиоклазов.

Из первоначального наиболее основного состава магмы образовался твердый раствор

плагиоклаза в виде $\sim An_{80}$. Далее в результате фракционной кристаллизации и изменения состава остаточного расплава в более кислую область состав плагиоклаза доходил до $\sim An_{50}$. Из-за различной кинетики процессов часть плагиоклазов сохранили ядра с $\sim An_{80}$, в других плагиоклазах An_{80} раскислился до $\sim An_{50}$. Из диорит-гранодиоритовой магмы третьей фазы внедрения кристаллизуется плагиоклаз (An_{50-40}). На этом этапе возникли условия, благоприятные для формирования осцилляторной зональности.

Какие это могли быть условия? На ранних этапах кристаллизации благодаря значительному температурному градиенту между температурой расплава и температурой окружающих пород расплав остывал быстро, а кристаллизация происходила ускоренно, что подтверждается моделированием. Поэтому в наиболее ранних основных плагиоклазах ($\sim An_{80}$) осцилляторной зональности не наблюдается (см. рис. 5). Позднее, после достаточного прогрева вмещающих пород (согласно нашим расчетам, до 500–600 °C спустя 100–250 тысяч лет после внедрения магмы) скорость остывания расплава уменьшалась. Вероятно, скорость кристаллизации плагиоклаза также при этом замедлялась, и происходило термостатирование системы. При этом ключевую роль стали играть не внешние параметры минералообразования (изменение P , T , состава и подвижности магмы), а в значительной степени локальные – существующие на границе «минерал-расплав». Эффекты, связанные с разной скоростью диффузии химических элементов, стали определяющими для возникновения осцилляторной зональности. Такое объяснение лучше увязывается с наблюдаемой осцилляторной зональностью в плагиоклазах An_{50-40} .

Заслуживает внимания тот факт, что у плагиоклазов $\sim An_{50}$ из габбродиорита фиксируется слабая осцилляторная зональность, а у плагиоклазов An_{50-40} из тоналита – отчетливая (рис. 6 и 7). Если учесть, что более вязкая среда способствует существованию промежуточного слоя на границе «кристалл-расплав», в котором могут происходить диффузионные процессы, разница в проявлении осцилляторной зональности становится понятной. Более насыщенный кремнеземом тоналитовый расплав более вязок, чем расплав габбродиорита. Например, вязкость габбродиоритового расплава, по данным нашего моделирования в программе MELTS, составляет 0,438 П (пуаз), а тоналитового – 0,633 П, при

одинаковом содержании воды в обоих расплавах (1,5 вес. %).

Наиболее поздние плагиоклазы ($\sim An_{30}$ и ниже) наблюдаются при перекристаллизации магматических плагиоклазов, они не имеют осцилляторной зональности и отражают стадии внутрикамерных поздних и постмагматических изменений и наложенного регионального метаморфизма.

Выводы

Изменение состава плагиоклаза в породах Кааламской интрузии происходит на магматической и постмагматической стадии кристаллизации и перекристаллизации этого минерала. Из магмы ультраосновного–основного состава при понижении температуры ниже ликвидуса плагиоклаза (приблизительно 1200–1150 °С) выпал твердый раствор в виде основного плагиоклаза ($\sim An_{80}$). Дальнейшее раскисление плагиоклаза происходит за счет фракционной кристаллизации клинопироксена и шпинели, при которой состав расплава смещается в сторону, богатую кремнекислотой и натрием. Кристаллизация относительно более кислого плагиоклаза, достигающего до An_{50} , может быть связана со смешением составов двух магм – фракционированной ранней и более поздней свежей порцией расплава. Таким образом кристаллизуется магматический плагиоклаз № 1 с ядром $\sim An_{80}$ и № 2 с ядром $\sim An_{50}$.

У плагиоклазов промежуточного состава в краевых частях зерен с An_{50-40} наблюдается осцилляторная зональность, которая указывает на возникшее стационарное состояние системы, когда в большей степени проявились диффузионные процессы на границе «кристалл-расплав». Этим условиям способствует некоторое термостатирование системы (медленное остывание) и возросшая вязкость магмы из-за смещения ее состава в кремнекислотную область.

Самые поздние плагиоклазы (An_{30} и ниже) образуются при перекристаллизации магматических плагиоклазов и отражают стадии поздних, постмагматических изменений и наложенного регионального метаморфизма. Время этого метаморфизма в рассматриваемом регионе определяется как 1,88–1,86 млрд лет назад [Ладожская..., 2020 и ссылки в ней], что практически синхронно с образованием интрузии.

Таким образом, изучение состава и характера зональности плагиоклаза, наряду с другими подходами и приемами, позволяет проследить

особенности магматической и постмагматической стадий эволюции дифференцированных серий пород в интрузиях габброидов и может быть использовано для реконструкции процессов петрогенезиса и прояснения некоторых вопросов рудообразования.

Литература

Богачев В. А., Иваников В. В., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Шульдинер В. И. U-Pb циркониевое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестник СПбГУ. 1999а. № 3. С. 23–31.

Богачев В. А., Иваников В. В., Филиппов Н. Б. Отчет по теме: «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200». СПб., 1999б. (Фонды СЗРГЦ).

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.

Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: Формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 369 с.

Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии / Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1976. 165 с.

Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия) // Отечественная геология. 2016. № 3. С. 46–56.

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

Макарова Г. В. Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель и кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969–70 гг. Петрозаводск, 1971. (Фонды КГЭ).

Макарова Г. В., Борисова Р. И. Объяснительная записка к «Сводной геологической карте Северного Приладожья масштаба 1:100 000». Петрозаводск, 1977. (Фонды КГЭ).

Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. третье, испр. и доп. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ / Всероссийский научно-исследовательский

геологический институт им. А. П. Карпинского [Электронный ресурс]. URL: <https://vsegei.ru/ru/activity/labanalytics/lab/lab-operations/rentgenspektr.php> (дата обращения: 21.02.2022).

Рид С. Дж. Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.

Саранчина Г. М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР. 1949. № 2. С. 57–80.

Саранчина Г. М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья: Дис. ... докт. г.-м. наук. Л., 1968. 317 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1992. 152 с.

Шарпенюк Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.

Anderson A. T., Jr. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala // *Am. Mineral.* 1984. Vol. 69. P. 660–676.

Ariskin A. A., Frenkel M. Ya., Barmina G. S., Nielsen R. L. COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes // *Comput. Geosci.* 1993. Vol. 19. P. 1155–1170. doi: 10.1016/0098-3004(93)90020-6

Bottinga Y., Kudo A., Weill D. Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase // *Am. Mineral.* 1966. Vol. 51. P. 792–806.

Bowen N. L. The melting phenomema of the plagioclase feldspars // *Am. Jour. Sci.* 1913. Vol. 35. P. 577–599.

Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. New York: Dover Publications Inc., 1928. 332 p.

Cahn J. W. Theory of crystal growth and interface motion in crystalline materials // *Acta Metall.* 1960. Vol. 8. P. 554–562.

Carr J. M. Zoned plagioclases in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland // *Mineralog. Mag.* 1954. Vol. 30. P. 367–375.

Ghiorso M. S., Gualda G. A. R. An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. Vol. 169, no. 6. P. 53. doi: 10.1007/s00410-015-1141-8

Goldsmith J. R. Diffusion in plagioclase feldspars // *J. Geology.* 1952. Vol. 60. P. 288–291.

Gualda G. A. R., Ghiorso M. S., Lemons R. V., Carley T. L. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // *J. Petrol.* 2012. Vol. 53. P. 875–890. doi: 10.1093/petrology/egr080

Haase C. S., Chadam J., Feinn D., Ortoleva P. Oscillatory zoning in plagioclase feldspar // *Science.* 1980. Vol. 209. P. 272–274.

Harloff C. Zonal structures in plagioclases // *Leidsche Geol. Mededeel.* 1927. Vol. 2. P. 99–174.

Hills E. S. Reverse and oscillatory zoning in plagioclase feldspars // *Geol. Mag.* 1936. Vol. 73. P. 49–56.

Homma F. Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioclasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches // *Schweizer. Mineralog. Petrog. Mitt.* 1932. Vol. 12. P. 345–352.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523–548.

Karl F. Vergleichende petrographische Studien an den Tonalit-graniten der Hohen Tauern und den Tonalit-graniten einiger periadriatischer Intrusivmasse // *Geol. Bundesanstalt Jahrb.* 1959. Vol. 102. P. 1–192.

L'Heureux I., Fowler A. D. A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase // *Am. Mineral.* 1994. Vol. 79. P. 885–891.

Shcherbakov V. D., Plechov P. Yu., Izbekov P. E., Shipman J. S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. Vol. 162. P. 83–99. doi: 10.1007/s00410-010-0584-1

Tepley F. J., Davidson J. P., Tilling R. I., Arth J. G. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon volcano, Mexico // *J. Petrol.* 2000. Vol. 41, no. 9. P. 1397–1411. doi: 10.1093/petrology/41.9.1397

Turner F. J., Verhoogen John. Igneous and metamorphic petrology, 2nd ed. New York: McGraw Hill Book Co., 1958. 694 p.

Vance J. A. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning // *Am. Jour. Sci.* 1962. Vol. 260. P. 746–760.

References

Anderson A. T., Jr. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *Am. Mineral.* 1984;69:660–676.

Ariskin A. A., Frenkel M. Ya., Barmina G. S., Nielsen R. L. COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes. *Comput. Geosci.* 1993;19:1155–1170. doi: 10.1016/0098-3004(93)90020-6

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Kozyreva I. V., Konopelko D. L., Levchenkov O. A., Shuldiner V. I. U-Pb zircon dating of synorogenic gabbro-diorite and granitoid intrusions of the Northern Ladoga area. *Vestnik of Saint Petersburg State University.* 1999a;3:23–31. (In Russ.)

Bogachev V. A., Ivanikov V. V., Filippov N. B. Identification of petrological and geochemical standards of igneous complexes as indicators of paleogeodynamic settings in the Ladoga structural zone for geodynamic analysis at GDP-200: Report. St. Petersburg; 1999b. (SZRGTS funds). (In Russ.)

Bottinga Y., Kudo A., Weill D. Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase. *Am. Mineral.* 1966;51:792–806.

Bowen N. L. The evolution of the igneous rocks. New York: Dover Publications Inc.; 1928. 332 p.

Bowen N. L. The melting phenomema of the plagioclase feldspars. *Am. Jour. Sci.* 1913;35:577–599.

Cahn J. W. Theory of crystal growth and interface motion in crystalline materials. *Acta Metall.* 1960;8:554–562.

Carr J. M. Zoned plagioclases in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Mineralog. Mag.* 1954;30:367–375.

Glebovitskii V. A., ed. Geology and petrology of svecofennids in the Ladoga area. St. Petersburg: SPbGU; 2000. 200 p. (In Russ.)

Ghiorso M. S., Gualda G. A. R. An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015;169(6):53. doi: 10.1007/s00410-015-1141-8

Goldsmith J. R. Diffusion in plagioclase feldspars. *J. Geology.* 1952;60:288–291.

Gualda G. A. R., Ghiorso M. S., Lemons R. V., Carley T. L. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *J. Petrol.* 2012;53:875–890. doi: 10.1093/petrology/egr080

Haase C. S., Chadam J., Feinn D., Ortleva P. Oscillatory zoning in plagioclase feldspar. *Science.* 1980;209:272–274.

Harloff C. Zonal structures in plagioclases. *Leidsche Geol. Mededeel.* 1927;2:99–174.

Hills E. S. Reverse and oscillatory zoning in plagioclase feldspars. *Geol. Mag.* 1936;73:49–56.

Homma F. Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioclasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches. *Schweizer. Mineralog. Petrog. Mitt.* 1932;12:345–352.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 1971;8:523–548.

Ivashchenko V. I., Golubev A. I. Gold and platinum of Karelia: Genetic types of mineralization and prospects. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2011. 369 p. (In Russ.)

Kratz K. O., ed. Intrusive basic-ultrabasic complexes of the Precambrian Karelia. Leningrad: Nauka Publ.; 1976. 165 p. (In Russ.)

Karl F. Vergleichende petrographische Studien an den Tonalit-graniten der Hohen Tauern und den Tonalit-graniten einiger periadriatischer Intrusivmasse. *Geol. Bundesanstalt Jahrb.* 1959;102:1–192.

Lavrov O. B., Kuleshevich L. V. Platinoid prospecting in the massifs of the Kaalamo differentiated complex (Northern Priladozhye, Karelia). *Otechestvennaya geologiya = National Geology.* 2016;3:46–56. (In Russ.)

L'Heureux I., Fowler A. D. A nonlinear dynamical model of oscillatory zoning in plagioclase. *Am. Mineral.* 1994;79:885–891.

Makarova G. V. Report on resources investigation on copper, nickel and cobalt carried out by the Tokmaiofsky party in Northern Ladoga area of the KASSR in 1969–70. Petrozavodsk; 1971. (KGE funds). (In Russ.)

Makarova G. V., Borisova P. I. Explanatory note to The integrated geological map of Northern Ladoga area 1:100,000 scale. Petrozavodsk; 1977. (KGE funds). (In Russ.)

Nagaitsev Yu. V. Petrology of metamorphic rocks of the Ladoga and White Sea complexes. Leningrad: LGU; 1974. 160 p. (In Russ.)

Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, and impact formations. 3rd ed., rev. and suppl. St. Petersburg: VSEGEI; 2009. 200 p. (In Russ.)

Reed S. J. B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. Moscow: Tekhnosfera; 2008. 232 p. (In Russ.)

Saranchina G. M. Petrology of the Kaalamo intrusion (southwestern Karelia). *Izvestiya Karelo-Finskoi nauchno-issledovatel'skoi bazy AN SSSR = Izv. Karelo-Fin. Scientific Research Bases of the USSR AS.* 1949;2:57–80. (In Russ.)

Saranchina G. M. Early Proterozoic magmatism of the Ladoga area: DSc (Dr. of Geol.) thesis. Leningrad; 1968. 317 p. (In Russ.)

Sharov N. V., ed. Proterozoic Ladoga structure (geology, deep structure and mineral genesis). Petrozavodsk: KarRC RAS; 2020. 435 p. (In Russ.)

Sharpenok L. N., Kostin A. E., Kucharenko E. A. TAS-diagram the amount of alkalis – silica for chemical classification and diagnosis of plutonic rocks. *Regional'naya geologiya i metallogeniya = Regional Geology and Metallogenic.* 2013;56:40–50. (In Russ.)

Shcherbakov V. D., Plechov P. Yu., Izbekov P. E., Shipman J. S. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010;162:83–99. doi: 10.1007/s00410-010-0584-1

Svetov A. P., Sviridenko L. P. Precambrian stratigraphy of Karelia. Sortavala series of Lake Ladoga Svecofennides. Petrozavodsk: KarRC RAS; 1992. 152 p. (In Russ.)

Tepley F. J., Davidson J. P., Tilling R. I., Arth J. G. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon volcano, Mexico. *J. Petrol.* 2000;41(9):1397–1411. doi: 10.1093/petrology/41.9.1397

Turner F. J., Verhoogen John. Igneous and metamorphic petrology, 2nd ed. New York: McGraw Hill Book Co.; 1958. 694 p.

Vance J. A. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning. *Am. Jour. Sci.* 1962;260:746–760.

Velikoslavinsky D. A. Comparative characteristics of regional metamorphism of middle and low pressures. Leningrad: Nauka Publ.; 1972. 190 p. (In Russ.)

X-Ray spectral fluorescence analysis. Russian Geological Research Institute (VSEGEI). URL: <https://vsegei.ru/en/activity/labanalytics/lab-analytics/rentgenspektr.php> (accessed: 21.02.2022). (In Russ.)

Поступила в редакцию / received: 22.11.2021; принята к публикации / accepted: 28.02.2022.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов / The authors declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Анисимов Роман Леонидович

младший научный сотрудник

e-mail: romjulleoanis@mail.ru

Кириллова Полина Алексеевна

младший научный сотрудник

e-mail: polinageo94@gmail.com

Балтыбаев Шаукет Каимович

д-р геол.-мин. наук, главный научный сотрудник

e-mail: shauket@mail.ru

Галанкина Ольга Леонидовна

канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник

e-mail: galankinaol@mail.ru

CONTRIBUTORS:

Anisimov, Roman

Junior Researcher

Kirillova, Polina

Junior Researcher

Baltybaev, Shauket

Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher

Galankina, Olga

Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher